https://dx.doi.org/10.22067/jgrd.2021.68643.1014
مقالۀ پژوهشی

مجلّۀ جغرافیا و توسعۀ ناحیه‌ای، سال هجدهم، شمارۀ ۲، پاییز و زمستان ۱۳۹۹، شمارۀ پیاپی ۳۵

همزمانی سردچال‌های جوی عرض‌های میانه و رودبادهای سطح پایین در تداوم بارش‌های روزانۀ غرب و شمال غرب ایران

نسیم حاجی‌خانی (کارشناس ارشد اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران)
nasimhajikhani11@gmial.com
جعفر معصوم‌پور سماکوش (دانشیار اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران، نویسنده مسئول)
j.masoompour@razi.ac.ir
فیروز مجرد (دانشیار اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران)
f.mojarrad@razi.ac.ir

صص ۳۰۱ ـ ۲۷۳

چکیده

هدف اصلی پژوهش حاضر آشکارسازی نقش همزمانی سردچال‌های جوی عرض‌های میانه و رودبادهای سطح پایین[1] در تداوم بارش‌های روزانۀ غرب و شمال‌غرب ایران است. این مقاله از معیار *نیتو و روبیتا* برای شناسایی سردچال و معیار بونر برای رودباد سطح پایین بهره گرفته است. بدین منظور از نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل، ضخامت جو، تاوایی، سرعت قائم هوا (امگا)، رطوبت ویژه، باد مداری و نصف‌النهاری استفاده گردیده است. داده‌های مورد نیاز این پژوهش از دو پایگاه داده‌های مرکز ملی پژوهش‌های جوی و داده‌های مرکز پیش‌بینی میان‌مدت اروپا أخذ شده است. داده‌های روزانۀ بارش برای دورۀ ۲۰۱٤-۱۹۹۵ از سازمان هواشناسی کشور دریافت شده‌اند. نتایج نشان‌داد که از مجموع دوره‌های بارشی، شصت مورد با سردچال‌های جوی ارتباط مستقیم دارند. این سردچال‌ها از نظر موقعیت مکانی در

1. low-level jets

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۱/۱۲ تاریخ تصویب: ۱۳۹۹/۱۲/۲۵

سه منطقهٔ شرق دریای مدیترانه، خاورمیانـه و شـرق دریـای سـیاه قـرار گرفتـه‌انـد. بیشترین فراوانی وقوع این پدیده مربوط به فصل زمستان و بـا یـک بیشـینه در مـاه ژانویه است. سردچال‌های با تداوم دو روز، بیشترین فراوانی را دارا می‌باشـند و در اکثر موارد با رودبادهای سطح پایین همراه می‌باشند. بیشینهٔ ایـن رودبادهـا در تـراز ۹۲۵ هکتوپاسکال مشاهده شده، که اکثر آنها از نوع ضعیف بوده‌اند. محاسبهٔ مقـدار انتقال رطوبت جوی (شار رطوبت) نشان داد که اقیانوس هند و بعد از آن به ترتیب اقیانوس اطلس، دریای مدیترانه، دریای سرخ، دریـای عـرب و دریـای سـیاه، منـابع اصلی رطوبت دوره‌های بارشی تداومی ناشی از سردچال هستند. در مواقـع رخـداد بارش‌های تداومی، پدیـده سـردچال در تـراز ۵۰۰ هکتوپاسـکال، شـرایط صـعود و ناپایداری را فراهم می‌کند، و همزمان با آن، رودبادهای سـطح پـایین در تـراز ۹۲۵ هکتوپاسکال، از یک سو سبب تشدید همگرایی سطحی شده و از طرف دیگر باعث افزیش انتقال رطوبت به سطوح میانی جو مـی‌شـوند. همراهـی و همزمـانی ایـن دو پدیده، نهایتاً تشدید و تداوم بارش تداومی را در منطقهٔ غرب و شمال‌غرب ایران به دنبال داشته است.

کلمات کلیدی: تداوم بارش روزانه، رودباد سطح پایین، سـردچال‌هـای جـوی، شـار رطوبت، شمال‌غرب و غرب ایران.

۱. مقدمه

سردچال یا کم‌فشار بریده‌شده، فرودی است که در شاخهٔ نصف‌النهـاری، از جریـان اصـلی بادهای غربی جدا شده و به صورت یک کم‌ارتفاع پر از هوای سرد، در منطقـهٔ گـرم بـادهـای غربی قرار می‌گیرد و ناپایداری ایجاد می‌کند. سردچال، مانند موج‌های کوتاه در ناحیـهٔ زیـرین خود ناپایداری به وجود می‌آورد و چون بیشـتر اوقـات در یـک منطقـه سـاکن مـی‌مانـد، بـه بارش‌های دراز مدت منجر می‌شود (کاویانی و علیجانی، ۱۳۹۳، ص. ۳۱۸).

سردچال‌ها اکثراً دارای عمر ۲ تا ۳ روزه در منطقهٔ تحت تسلط خود هستند و باعث ایجـاد ناپایداری می‌شوند. همزمانی این پدیده بـا رودبادهـای سـطح پـایین کـه باعـث همگرایـی در سطوح زیرین جو می‌شود، سبب تأمین رطوبت کافی شده، و علاوه بر ایجاد بارش‌های مداوم،

باعث ایجاد بارش‌های سنگین و سیل‌آسا نیز می‌شوند که به صورت مستقیم و غیر مستقیم تأثیر منفی یا مثبتی بر جنبه‌های مختلف زندگی مردم غرب و شمال‌غرب از لحاظ اقتصادی، اجتماعی و سیاسی می‌گذارند. از این رو همراهی توأمان سردچال‌های جوی و رودبادهای سطح پایین در وقوع بارش بسیار حائز اهمیت می‌باشد و هدف پژوهش حاضر نیز آشکارسازی نقش همزمانی سردچال‌های جوی عرض‌های میانی و رودبادهای سطح پایین در تداوم بارش‌های روزانهٔ غرب وشمال‌غرب ایران است.

۲. پیشینهٔ تحقیق

از گذشته تاکنون، پژوهش در مورد پدیده‌های گردش عمومی جو در مقیاس جهانی یکی از موضوعات مهم در علوم جوّی بوده است، که سردچال‌های جوی نیز از این موضوع مستثنی نبوده‌اند. سردچال‌های جوی در دو نیمکرهٔ شمالی و جنوبی شرایط متفاوتی داشته و دارند که این موضوع از چشم پژوهشگران علوم جوی دور نمانده است.

در نیمکرهٔ جنوبی، سه سازوکار در ارتباط با سردچال وجود دارد که می‌تواند هوا را از استراتوسفر به تروپسفر انتقال دهد، این سازوکارها عبارتنداز: کاهش همرفت در تروپوپوز ، کاهش (تحلیل) ارتفاع تروپوپاز به‌وسیلهٔ رودباد، اغتشاش در اطراف سردچال در تروپوپاز (پرایس و واگان[1]، ۱۹۹۳). در این نیمکره، فصلی‌بودن سردچال در هر سطح فشاری متفاوت است و به ترتیب در فصول تابستان، پاییز و زمستان در ترازهای ۲۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکالی ظاهر می‌شوند (ربویتا[2] و همکاران، ۲۰۱۰) و هفتاد تا هشتاد درصد آنها تا سه روز نیز تداوم دارند (ربویتا و همکاران، ۲۰۱۰؛ کامپتلا و پسیا[3]، ۲۰۰۷).

از مجموع ۱۲۵۳ سردچال‌های شناسایی‌شده در نیمکرهٔ جنوبی، بیشتر آنها در اطراف سه قارهٔ آمریکای جنوبی (۴۲ درصد)، آفریقا (۱۰ درصد) و استرالیا (۴۸ درصد) به وقوع می‌پیوندند و تعداد کمی در اقیانوس‌ها رخ داده و همچنین ارتباطی بین فراوانی وقوع سردچال

1. Price & Vaughan
2. Reboita
3. Campetella & Possia

و پدیدۀ انسو یافت نشد (فوآنزالیدا، سانچز و گارود[1]، ۲۰۰۵). از طرفی سیستم سردچال در جنوب استرالیا، به‌وسیلۀ یک رودباد سطح پایین (LLj)، رطوبت لازم برای بارندگی را از اقیانوس‌های گرمسیری (دریای مرجانی) به عرض‌های جغرافیای بالا منتقل می‌کند (کی، لسلی و ژئو[2]، ۱۹۹۹). در جنوب آمریکای جنوبی نیز نواحی اقیانوس آرام و بعد از آن اقیانوس اطلس و مناطق قاره‌ای، بیشترین وقوع سردچال‌ها را به خود اختصاص داده‌اند، اما زمان وقوع سردچال‌های مناطق قاره‌ای طولانی‌تر است (کامپتلا و پسیا، ۲۰۰۷).

ویژگی آب‌وهوایی سردچال‌ها در نیمکرۀ شمالی به چهار دسته تقسیم می‌شود که عبارتند از: ۱. وجود سه منطقۀ اصلی وقوع سردچال (جنوب اروپا و سواحل شرقی اقیانوس اطلس و بعد از آن به ترتیب منطقۀ شرق اقیانوس آرام شمالی و منطقۀ شمالی چین–سیبری، اما منطقۀ اروپا مطلوب‌ترین منطقه برای وقوع سردچال است) ۲. چرخه فصلی شناخته‌شده با بیشترین فراوانی وقوع در فصل تابستان و کمترین فراوانی وقوع در فصل زمستان، ۳. طول عمر کوتاه سیستم‌های سردچال (تداوم آن‌ها معمولاً بین دو تا سه روز است و خیلی کم تداوم پنج روزه دارند) ٤. سردچال‌ها ساکن و ایستا هستند یا گردش نامنظم دارند (نیتو[3] و همکاران، ۲۰۰۵).

مطالعۀ ساختار عمودی سردچال‌ها در منطقۀ مدیترانه نشان داد که ٤۱ درصد کل سردچال‌ها کمتر از ۲٤ ساعت ماندگاری دارند (پورکو، گارسیا، مداگلیا، پرودی و مگنای[4]، ۲۰۰۷). در شرق آسیا و شمال چین، بلوکینگ‌ها به‌گونۀ چشمگیری در تشکیل و حفظ سردچال‌ها مؤثرند و باران‌های موسمی تابستانی تأثیرات درخور توجهی بر روی بارش‌های شدید و سنگین مربوط به سردچال‌ها دارند (ژائو و سان[5]، ۲۰۰۷)، که شدت توفان‌های ناشی از سردچال به شرایط جوی و به‌ویژه رطوبت بستگی دارد. اگر شرایط مساعد باشد، سردچال‌ها می‌توانند بارندگی‌های ملایم تا سنگین را در سراسر یک منطقه تولید کنند. مطالعات در سراسر دریای مدیترانه نشان می‌دهد که اوج شدت بارش همدید در ۳۰۰ تا ٤۰۰ کیلومتری از مرکز سردچال قرار دارد (پورکو و همکاران، ۲۰۰۷).

1. Fuenzalida, Sánchez & Garreaud
2. Qi, Leslie & Zhao
3. Nieto
4. Porcù, Carrassi, Medaglia, Prodi & Mugnai
5. Zhao & Sun

رودبادهای سطح پایین دریای کارائیب دارای دو بیشینه وقوع در فصل تابستان و زمستان، و دو کمینهٔ وقوع در فصل بهار و پاییز هستند. رودبادهای شکل گرفته در تابستان با حداکثر فشار سطح دریا، حداقل سیکلون‌زایی و حداقل بارش در ماه جولای در این منطقه ارتباط دارند (وان[1]، ۲۰۰۷). با افزایش دما در فصل گرما، رودبادهای سطح پایین از جنوب برزیل تا فرودی که در سراسر آرژانتین استقرار یافته است، گسترش می‌یابند. ناهنجاری‌های گردش جوی در سطوح بالا و پایین به تشدید رودبادهای سطح پایین منجر می‌شود، که این امر موجب تشدید منطقهٔ همگرایی اقیانوس اطلس جنوبی شده و از طریق نفوذ جبههٔ سرد در یک ناحیه، منجر به تقویت همرفت در ناحیهٔ خروجی رودبادهای سطح پایین می‌شود. این رودبادها در تمام طول سال رخ می‌دهند و هوای مرطوب استوایی آمازون را به جنوب برزیل– شمال آرژانتین منتقل می‌کنند و بیشترین فراوانی را در فصل گرم داشته و ارتباط قوی بین وقوع ال‌نینو و شدت رودبادهای سطح پایین نیز وجود دارد(مارنگو، سوارس، سالو و نیکولینی[2]، ۲۰۰٤).

بارش‌های فراگیر و سنگین ایران ناشی از تقویت سه سامانهٔ عمدهٔ پرفشار تبت، پرفشار اقیانوس اطلس شمالی و کم‌فشار ایسلند– قطبی هستند. زمانی که این سه سامانه با هم تقویت شوند، گرادیان فشار بر روی ایران افزایش یافته و با تشکیل یک جو باروکلینک، بارش‌های فراگیر و سنگینی در ایران رخ می‌دهد که بیشینهٔ میانگین آن‌ها روی نواحی مرتفع کوه‌های زاگرس است (عزیزی و علیزاده، ۱۳۹۳). وقوع کم ارتفاع‌های بریده در ایران از ۱۹۷٦ تا ۲۰۱۵ روند مثبت و افزایشی داشته است که بیشترین فراوانی در فصل بهار و با یک بیشینه در ماه مارس مشخص شده است. اکثر این کم ارتفاع‌ها دارای ماندگاری ۲ روزه داشته‌اند. فراوانی کم ارتفاع‌های بریده در ایران در سال‌های لانینا عموماً بالاتر از میانگین و در سال‌های ال‌نینو کمتر از میانگین می‌باشند. فازهای منفی نوسان اطلس شمالی نیز با فراوانی کمتر کم ارتفاع‌های بریده و فازهای مثبت آن با فراوانی بیشتر این سیستم‌ها همراهی دارند (عزیزی، مرادی و رضایی، ۱۳۹۷).

1. Wang
2. Marengo, Soares, Saulo & Nicolini

در مطالعات داخلی، عامل اصلی وقوع بارش‌های شدید در نواحی مرکزی، شمال‌غرب و جنوب‌غرب ایران را استقرار سردچال بر روی دریای خزر (امیدوار، صفرپور، محمدآبادی و الفتی، ۱۳۸۹؛ ذکی‌زاده، سلیقه، ناصرزاده و اکبری، ۱۳۹۷) ، مرکز ایران (امیدوار و همکاران، ۱۳۸۹)، غرب دریای سیاه (آرزومندی و حجازی‌زاده، ۱۳۹۲) و شرق دریای مدیترانه (اشجعی باشکند، ۱۳۷۹؛ عساکره، حسامی و شامحمدی، ۱۳۹۵) دانسته‌اند که موجب انتقال سامانه‌های ناپایدار غربی به عرض‌های پایین شده (امیدوار و همکاران، ۱۳۸۹؛ راستی و امیدوار، ۱۳۹۳)، و سبب وقوع حرکات قائم همرفتی در ترازهای پایین‌تر از پانصد هکتو پاسکال و ریزش هوای سرد عرض‌های بالا می‌شوند (امیدوار، الفتی، اقبالی‌بابادی و مرادی، ۱۳۹۲). این ویژگی به‌همراه ناپایداری حرارتی شدید در سطح زمین، زمینۀ ریزش باران سنگین را فراهم آورده است (آرزومندی و حجازی‌زاده، ۱۳۹۲).

گسترش کم‌فشار گنگ در جنوب آسیا و تشکیل زبانه‌ای از آن بر روی فلات ایران و تقابل با پرفشار آزور در ماه می و به‌ویژه نیمۀ دوم این ماه، باعث شکل‌گیری رودبادهای سطح پایین بر روی خلیج فارس می‌شود. در اوج ماه‌های گرم سال (ژوئن، ژولای و نیمه اول آگوست)، کم‌فشار گنگ به حداکثر قدرت و گستردگی خود رسیده و کم‌فشار شکل گرفته بر روی فلات مرکزی نیز تقویت می‌شود. این سازوکار سبب می‌گردد تا رودبادهای سطح پایین به اوج و گسترش خود برسند. به دنبال کاهش قدرت و فراوانی این کم‌فشارها بر روی فلات ایران، فراوانی و شدت روبادهای تراز پایین خلیج فارس نیز کاهش پیدا می‌کنند، به‌طوری که در نیمۀ دوم سپتامبر به ندرت در این منطقه رودباد سطح پاینی شکل می‌گیرد. این رودبادها در شکل‌گیری همگرایی رطوبت بر روی فلات ایران نقشی ندارند، بلکه نفوذ کم‌فشار گنگ به فلات ایران است که شرایط همگرایی رطوبت را بر روی فلات ایران فراهم می‌سازد (ساری صراف و آب‌خرابات، ۱۳۹۵).

اندرکنش بین زبانه‌های پرفشار جنب حاره بر روی عربستان، تبت و ایران و چرخند حاره‌ای، زمینه فعالیت و جابه‌جایی چرخندهای حاره‌ای را فراهم نموده است. عمده‌ترین عامل شکل‌گیری این چرخند، همگرایی ایجاد شده در تراز دریا توسط جریانات قائم بالاسو و واگرایی ایجاد شده در هسته رودباد سطح پایین جو است. در تمامی روزهای فعالیت چرخند،

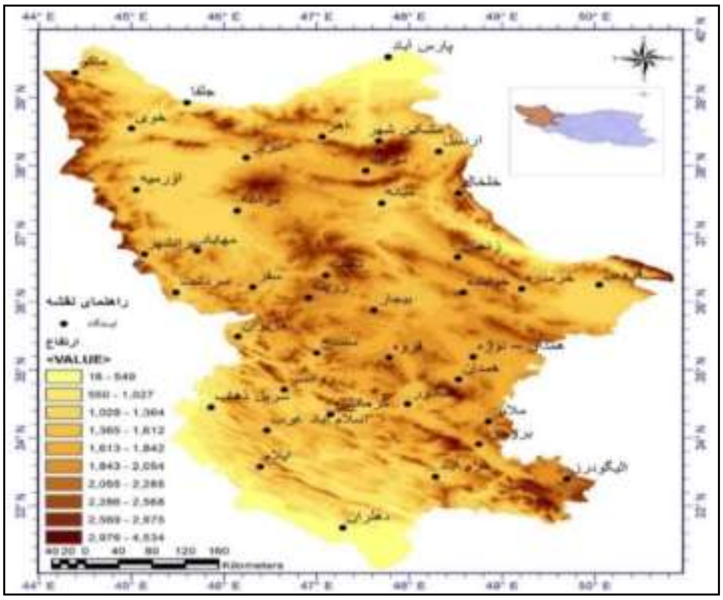
سرعت رودباد تراز پایین جو نسبت به رودباد تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیشتر می‌باشد که نشان‌دهندهٔ شکل‌گیری و توسعهٔ این چرخند حاره‌ای از ترازهای زیرین جو به ارتفاعات بالاتر می‌باشد (قویدل رحیمی، عباسی و فرج‌زاده، ۱۳۹٦).

رودبادهای سطح پایین پس از عبور از مناطق شرقی ایران وارد بخش شمالی اقیانوس هند شده و در برخورد با بادهای تجاری جنوبی، منطقه‌ای از همگرایی را در این منطقه به وجود می‌آورند، که شدت یا ضعف رودباد سطح پایین سبب همگرایی دریای عرب می‌شود. به‌طوری‌که در زمان شدت رودباد تراز پایین سیستان، منطقهٔ همگرایی در عرض‌های جنوبی‌تر و در زمان ضعف آن، در عرض‌های شمالی‌تر مستقر می‌گردند (آب‌خرابات، ۱۳۹۷).

۳. روش‌شناسی تحقیق

برای بررسی همزمانی بین سردچال‌های جوی با رودباد سطح پایین و نقش آن در تداوم بارش روزانه، از داده‌های بارش روزانهٔ چهل ایستگاه غرب و شمال‌غرب کشور (شکل ۱)، در یک دورهٔ بیست ساله (۲۰۱٤–۱۹۹۵) استفاده شده است. داده‌ها از پایگاه سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید.

دورهٔ بارشی روزانه به این صورت تعریف شد که حداقل در پنجاه درصد از ایستگاه‌ها، بارش دو روز و بیشتر تداوم داشته باشد. پس از بررسی آماری دوره‌های بارشی، جهت شناسایی پدیدهٔ سردچال، از معیار نیتو و همکاران (۲۰۰۵) و روبیتا و همکاران (۲۰۱۰)، از داده‌های شبکه‌بندی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی آمریکا (NCEP/NCAR) استفاده شده است. برای نشان دادن ناپایداری جوی ایجاد شده توسط پدیدهٔ سردچال در منطقهٔ مورد مطالعه، نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و نقشه‌های چرخندگی، سرعت قائم هوا (امگا)، جریان هوا برای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و نقشهٔ فشار سطح دریا ترسیم و تحلیل شدند. برای مشخص کردن الگوهای اصلی پدیدهٔ سردچال از روش بصری استفاده شده است، به‌صورتی که ابتدا تمام نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل مربوط به روزهای همراه با پدیده سردچال ترسیم شدند، سپس با توجه به موقعیت شکل‌گیری پدیده سردچال، آن‌ها را دسته‌بندی کرده و نقشه‌های میانگین هر الگو ترسیم گردید.



شکل۱. نقشهٔ موقعیت منطقهٔ مورد مطالعه و ایستگاه‌های منتخب

ماخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

۳. ۱. پارامترهای شناسایی پدیده سردچال

معیارهای استفاده شده برای شناسایی پدیده سردچال عبارتند از (نیتو و همکاران، ۲۰۰۵، صص. ۳۰۸۷-۳۰۸۸؛ روبیتا و همکاران، ۲۰۱۰، ص. ۲):

گردش سیکلونی منحنی بسته: این مرحله شامل شناسایی حداقل ارتفاع ژئوپتانسیل نقاط در سطوح مورد نظر است. نقاطی که ارتفاع ژئوپتانسیل آن‌ها حداقل از شش نقطه (۸ نقطه) پیرامون‌شان کمتر باشند انتخاب می‌شوند و سپس نقاطی که اختلاف ارتفاع ژئوپتانسیل در آن-ها، ۱۰ ژئوپتانسیل متر باشد در نظر گرفته می‌شوند.

جدا شدن سیکلون بسته از جریان اصلی بادهای غربی: این سازوکار نیازمند تغییر در جهت بادهای غربی در سطح مورد نظر است، به‌صورتی که سرعت باد به سمت جنوب منحنی بسته به حداقل برسد.

ضخامت معادل جو: برای بررسی شرایط ضخامت معادل، اختلاف دما بین سطوح فشاری ۵۰۰–۱۰۰۰ محاسبه می‌شود، به‌صورتی که ضخامت شرق نقطه مرکزی باید بیشتر از ضخامت نقطه مرکزی باشد.

۳. ۲. شناسایی رودبادهای سطح پایین

۳. ۲. ۱. طبقه‌بندی رودباد سطح پایین براساس معیار بونر[۱] (۱۹۶۸)

براساس معیار بونر، رودبادهای سطح پایین به سه دستهٔ ضعیف، قوی و شدید تقسیم می‌شوند:

جدول ۱. معیارهای طبقه‌بندی رودباد سطح پایین

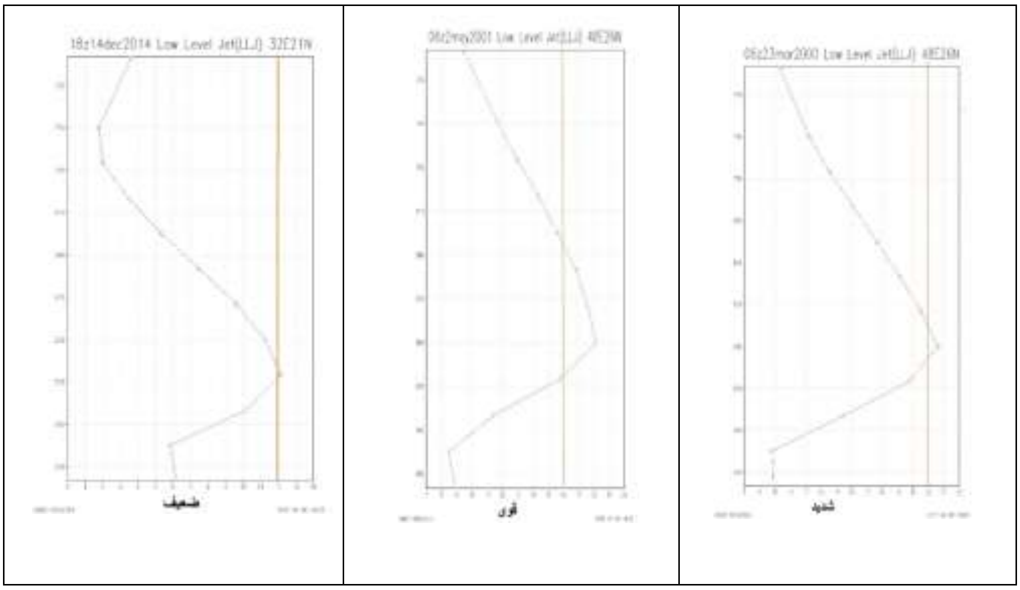
مأخذ: بونر، ۱۹٦۸، ص. ۸۳٦

طبقه‌بندی شدت رودباد	محدودهٔ سرعت رودباد برحسب متر بر ثانیه	حداقل اختلاف لازم با ترازهای بالاتر و پایین‌تر از تراز رودباد برحسب متر بر ثانیه
ضعیف	۱۲ تا ۱٦	٦
قوی	۱٦ تا ۲۰	۸
شدید	بیش از ۲۰	۱۰

برای شناسایی و ترسیم رودباد سطح پایین از مجموعه داده‌های مرکز پیش‌بینی میان‌مدت اروپا (ECMWF) استفاده شده است. این داده‌ها در یک بازه زمانی بیست ساله (۱۹۹۵ تا ۲۰۱٤) با تفکیک مکانی ۱*۱ درجه، در مقیاس روزانه و بین عرض‌های جغرافیایی ۲۰ تا ٤۰ درجهٔ شمالی و طول‌های ۲۵ تا ٦٤ درجهٔ شرقی در ترازهای ۱۰۰۰؛ ۹۷۵؛ ۹۵۰؛ ۹۲۵؛ ۹۰۰؛ ۸۷۵؛ ۸۵۰؛ ۸۲۵؛ ۸۰۰؛ ۷۰۰ گردآوری شده و برای ترسیم ۱٦٦۱٤۰ نمودار (برای هر یاخته ۲۱۳ نمودار)، جهت مشخص‌کردن ارتفاع رودباد سطح پایین مورد استفاده قرارگرفته است. این نمودارها به صورت یک پیکان نمایش داده شده‌اند (شکل۲)، که دارای یک نقطهٔ حداکثری (که معیار سرعت رودباد سطح پایین است که بین ۱۲ تا ۲۰ متر بر ثانیه است) و دو نقطهٔ حداقل سرعت باد درترازهای بالا و پایین که نسبت به نقطهٔ حداکثری قرار گرفته‌اند. با

1. Bonner

استفاده از این نمودار (شکل۲) و طبق معیار بونر (۱۹٦۸)، سرعت و ترازهای وقوع رودباد سطح پایین مورد بررسی قرار گرفت (جدول۱). استفاده از داده‌های میانگین روزانه طبق (شکل ۳) و معیار بونر خروجی‌های صحیح و درخور قابل قبولی ارائه نشد، به‌همین دلیل از داده‌های ساعتی با دقت زمانی شش ساعته شامل ساعات ۰۰،۰٦،۱۲،۱۸ استفاده شده است. هر یاخته دارای ٦٤٤ نمودار و در مجموع ۵۰۲۳۲۰ هزار نمودار ترسیم شد و مورد بررسی قرارگرفت. سپس مشخصات ٤٤۸۹ نمودارکه شرایط رودباد سطح پایین را داشتند(شکل ۲) و معیار بونر (جدول۱)، ثبت شدند.



شکل ۲. نمودار سرعت قائم رودباد براساس معیار طبقه‌بندی شدت رودباد سطح پایین بونر

ماخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

۳. ۳. شناسایی منبع انتقال رطوبت

برای نمایش مقادیر انتقال رطوبت، داده‌های باد مداری، نصف‌النهاری و رطوبت ویژه از مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت جو (ECMWF) با تفکیک ۱*۱ درجه در ترازهای

۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال اخذ و بـا کمـک رابطـهٔ ۱–۱ (لـاورس[1] و ویلـارینی، 2013، ص. 3259) مقدار انتقال رطوبت مجموع (IVT) که به عنوان رودخانهٔ جوی نیز بیان می‌شـود، در ستون جو محاسبه، و خروجی آن به صورت نقشه‌های انتقال رطوبت با برنامه‌نویسـی در نـرم-افزار *گردس* ترسیم شد.

$$IVT = \sqrt{\left(\frac{1}{g}\int_{1000}^{100} qu\ dp\right)^2 + \left(\frac{1}{g}\int_{1000}^{100} qv\ dp\right)^2} \qquad (۱–۱)$$

که در آن IVانتگرال قائم انتقال بخار آب، q رطوبـت ویـژه برحسـب kg/kg، u و v بـه ترتیب مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد برحسب متر بر ثانیه (ms^{-1})، g شتاب گـرانش و dp اختلاف فشار بین دو سطح فشار مجاور است.

٤. مبانی نظری

الگوهای گردش جوی نقش مهمی در پیدایش پدیده‌های محیطی، به‌ویژه در مناطق معتدلـه دارند و شناسایی الگوهای گردش جوی کنترل‌کنندهٔ آب‌وهوایی ایران و ویژگی‌های آنها بسـیار ضروری است. با شناسایی الگوهای گردش جو، می‌توان تغییـرات، فراوانـی، شـدت و توزیـع مکانی متغیرهای اقلیمی مانند بارش را بررسـی و دلایـل فیزیکـی آن را بیـان کـرد (فتـاحی و شیراوند، ۱۳۹۳، ص. ۹۸).

سردچال‌های جوی، یکی دیگر از سیستم‌های سطوح بالای اتمسفر هستند که بر اثر تشدید جریان‌های نصف‌النهاری بادهای غربی ایجاد می‌شـوند. وقتـی وزش بادهـای غربـی، نصـف-النهاری باشد، فرودهای غربی عمیق‌تر می‌شود و تا عرض‌های جغرافیایی پایین گسـترش مـی-یابد، به‌گونه‌ای‌که در طرف غرب فرود، هوای سرد از عرض‌های بالا مستقیماً به طرف جنـوب سرازیر می‌شود و در طرف شرق نیز هوای گرم منطقهٔ حـاره بـه عـرض‌هـای خیلـی بالـاتر از معمول می‌رسد. پس از مدتی، ارتباط این فرود از جریان اصلی مانند یک رودخانـه از جریـان شمالی آن بریده می‌شود و به‌صورت یک سیسـتم حلقـوی در طـرف اسـتوایی جریـان اصـلی

1. Lavers & Villarini

بادهای غربی در جنوب مسیر رودباد جبهه قطبی تشکیل می‌شود (پالمن و نیوتن[1]، ۱۹٦۹، ص. ۲۰۹).

سردچال‌ها علاوه‌بر سرد بودن، کانون تمرکز چرخندگی مثبت نیز هستند؛ بنابراین موقعی‌که در عرض‌های جنوبی‌تر، از مسیر اصلی جریان‌های غربی در بالای سرزمین‌های نسبتاً گرم قرارمی‌گیرند، ناپایداری شدید ایجاد کرده، سبب تشکیل ابر و نزولات جوی می‌شود (علیجانی، ۱۳۹۰، ص. ۱۳٤).

سردچال‌ها همچنین می‌توانند به عنوان مناطق حداکثر تاوایی پتانسیل بر روی سطوح هم‌آنتروپی (بدون تغییر) شناسایی شوند. گرادیان قوی تاوایی پتانسیلی (PV) با رودبادها منطبق می‌شود و برای حرکت امواج راسبی درنقش یک هدایت‌گر عمل می‌کند. شکست امواج راسبی در تروپوسفر بالایی (نزدیک تروپوپاوز) می‌تواند هوای استراتوسفری را به سمت جنوب سوق دهد و درنهایت موجب شکل‌گیری سردچال شود (آپنزلر[2]، ۱۹۹٦). پیدایش این سیستم‌ها در عرض‌های میانی می‌توانند به جدایی یک منطقه با تاوایی پتانسیلی بالا از منبع قطبی‌اش بینجامد که این امر باعث جدا شدن آن به‌صورت یک ناحیهٔ جداگانه شود؛ بنابراین تاوایی پتانسیل می‌تواند به عنوان یک کمیت مفید دیگر برای شناسایی سردچال درنظرگرفته شود (نیتو، اسپرنجر، ورنلی، تریگو و جیمنو[3]، ۲۰۰۸، ص. ۲۵۷).

سردچال می‌تواند موجب بارش‌های آرام و سنگین درسراسر منطقهٔ وسیع شود. بیشترین اهمیت و تأثیر سردچال را می‌توان در سیستم‌های آب‌وهوایی جنوب اروپا و شمال آفریقا دید و با توجه به میزان بارش، موجب برخی وقایع فاجعه‌بار در آب‌وهوا می‌شود (هررا، پویول، مارتین، پراسا و رودریکوز[4]، ۲۰۰۱).

علاوه‌بر سردچال‌ها، رودبادها نیز نقش تعیین‌کننده‌ای در رخدادهای جوی دارند. رودبادهای سطح پایین (LLJs)، پدیده‌ای منطقه‌ای با بیشینهٔ سرعت باد در جو پایین هستند (استنسرود[5]، ۱۹۹٦) که ساز و کار مهمی برای انتقال نصف‌النهاری حرارت و رطوبت به شمار

1. Palmén & Newton
2. Appenzeller
3. Nieto, Sprenger, Wernli, Trigo & Gimeno
4. Herrera, Puyol, MartÍn, Presa, & Rodríguez
5. Stensrud

می‌آیند (چینت، بلجا ارس، کوهلر، مرکرتته و ویتربو[1]، ۲۰۰۵ ؛ مـارنگو و همکـاران، ۲۰۰٤) و همراهی آن با پدیده‌های متوسط و بـزرگ مقیـاس جـوی مـی‌توانـد سـبب انتقـال رطوبـت و شکل‌گیری بارش شود.

بونر (۱۹٦۸) برای شناسایی رودباد سطح پایین معیارهای زیر را بیان می‌کند:

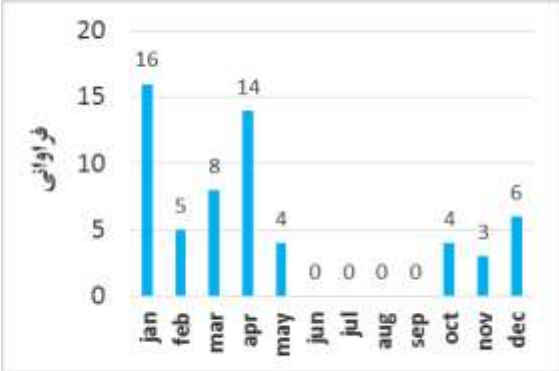
- سرعت باد باید مساوی یا بیشتر از ۱۲ متر بر ثانیه با حداقل اختلاف شش متر بـر ثانیه باشد.
- سرعت باد باید مساوی یا بیشتر از ۱٦ متر بر ثانیه با حداقل اختلاف هشت متر بر ثانیه باشد.
- سرعت باد بیش از بیست متر بر ثانیه با حداقل اختلاف ده متر بر ثانیه باشد (بونر، ۱۹٦۸، ص. ۸۳٦).

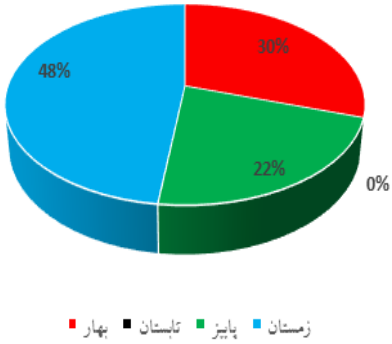
۵. یافته‌های تحقیق

۵. ۱. توزیع زمانی سردچال‌های جوی

در طول دورهٔ آماری ۲۰ ساله، در مجموع ٦۰ سردچال موثر بر بارش غرب و شـمال‌غـرب کشور با تداوم حداقل دو روز شناسایی شده‌اند که ماه ژانویه با ۱٦ رخـداد، بیشـترین فراوانـی وقوع ماهانه (شکل ۳ الف)، و فصل زمستان با ٤۸ درصد (۲۹ رخداد) بیشترین فراوانی وقوع سردچال را دارا است و در فصل تابستان نیز این پدیده مشاهده نشده است (شکل ۳ ب).

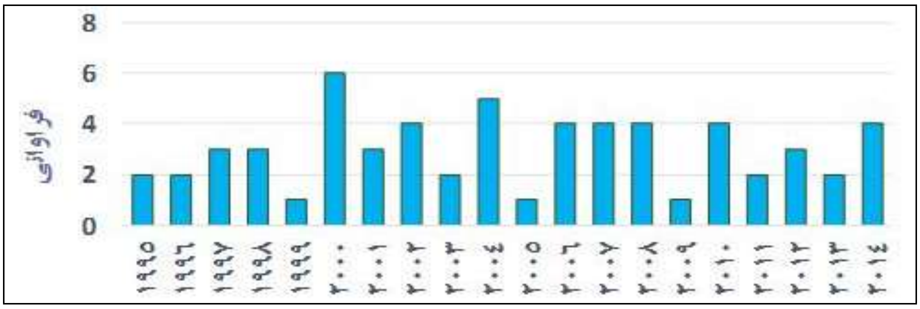
1. Cheinet, Beljaars, Köhler, Morcrette & Viterbo





شکل۳. توزیع ماهانه (الف) و فصلی (ب) سردچال‌های جوی طی دوره آماری (۱۹۹۵ تا ۲۰۱٤)

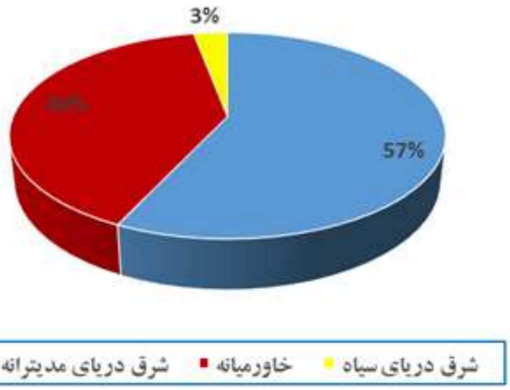
توزیع سالانهٔ پدیدهٔ سردچال مؤثر بر بارش‌های تداومی دو روزه و بیشتر نشان می‌دهد که بیشترین فراوانی به ترتیب مربوط به سال ۲۰۰۰، با ٦ رخداد و ۲۰۰٤ با ٥ رخداد است. کمترین رخدادها مربوط به سال‌های ۱۹۹۹، ۲۰۰٥ و ۲۰۰۹ می‌باشد که برای هر کدام یک مورد مشاهده شده است. به طور کلی، نوسان سالانه شکل سینوسی دارد و احتمالاً به دلیل شدت یا تضعیف بادهای غربی و پرفشار جنب حاره در طی این سال‌ها است (شکل ٤). در حالی که طبق مطالعهٔ عزیزی و همکاران (۱۳۹۷)، وقوع کم ارتفاع بریده شده مؤثر بر ایران روند مثبت و افزایشی داشته است. ذکر این نکته ضروری است که در این پژوهش پدیدهٔ سردچال مستقل از سایر کم‌ارتفاع‌های بریده‌شده در نظر گرفته شده است ولی در یافته‌های عزیزی و همکاران (۱۳۹۷)، تمامی کم‌ارتفاع‌های بریده‌شدهٔ حاصل از انواع بلوکینگ‌ها در نظر گرفته شده‌اند.



شکل ٤. توزیع سالانهٔ سردچال‌های جوی طی دوره آماری (۱۹۹٥ تا ۲۰۱٤)

۵. ۲. توزیع مکانی سردچال‌های جوی

طی دورهٔ آماری، سردچال های مؤثر بر بارش‌های تـداومی روزانـه غـرب و شـمال‌غـرب ایران، در سه منطقهٔ شرق دریای مدیترانه، منطقهٔ خاورمیانه و منطقهٔ شرق دریـای سـیاه، شـکل گرفته‌اند که شرق دریای مدیترانه بـا ۵۷ درصـد، مسـاعدتـرین منطقـهٔ شـکل‌گیـری سـردچال می‌باشد (شکل ۵). در حالی که نیتو و همکاران (۲۰۰۵)، در مطالعـهٔ سـردچال‌هـا در نیمکـرهٔ شمالی، سه منطقهٔ جنوب اروپا و سواحل شرقی اقیانوس اطلـس، منطقـهٔ شـرق اقیـانوس آرام شمالی و منطقهٔ شـمالی چـین– سـیبری را منطقـهٔ اصـلی وقـوع سـردچال، و منطقـهٔ اروپـا را مطلوب‌ترین منطقهٔ برای وقوع آن معرفی کرده‌اند.

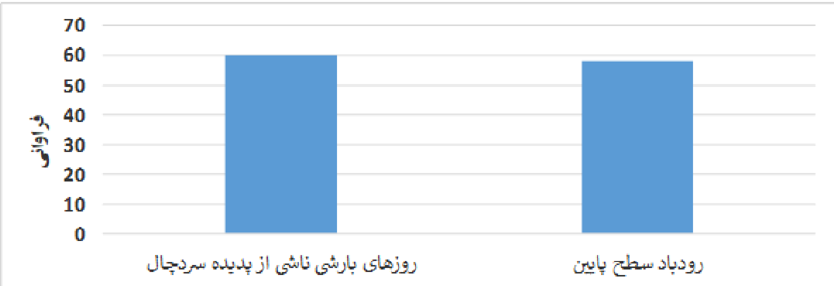


شکل۵. توزیع مکانی سردچال‌های جوی طی دوره آماری (۱۹۹۵ تا ۲۰۱٤)

بررسی چرخهٔ ماندگاری پدیده سردچال از زمان پیدایش تا زوال نشان دهندهٔ این است کـه سردچال‌ها تداوم دو تا سه روزه دارند، و بیشترین فراوانی را سردچال‌های بـا تـداوم دو روزه داشــته‌انــد. در یافتــه‌هــای نیتــو و همکــاران (۲۰۰۵) و عزیــزی و همکــاران (۱۳۹۷)، بیشــتر سردچال‌ها تداوم دو روزه داشته‌اند و بعد از آن سردچال‌های با ماندگاری سه روزه قرار دارند، به‌طوریکه که با افزایش طول عمر سردچال‌ها، از فراوانی وقوع آن‌ها کاسته می‌شود.

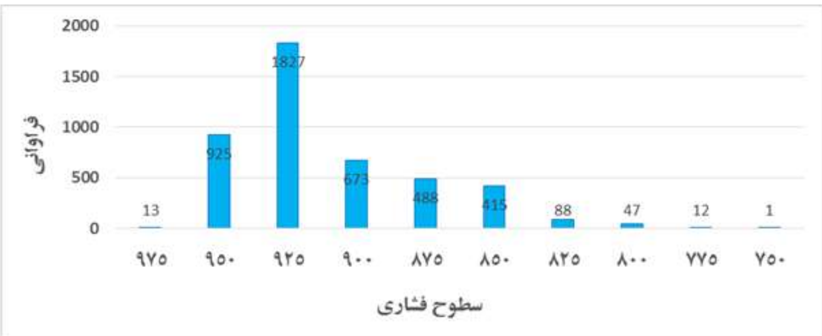
۵. ۳. رودبادهای سطح پایین و همزمانی آن با پدیده سردچال

در این تحقیق همزمانی سردچال‌های جوی عرض‌های میانه و رودبادهای سطح پایین در تداوم بارش‌های روزانهٔ غرب و شمال‌غرب ایران مورد مطالعه قرار گرفت. همانطور که قبلاً گفته شد، در مجموع، ٦٠ سردچال در طول ۲۰ سال بر تداوم بارش روزانه در غرب و شمال-غرب ایران مؤثر بوده‌اند. با توجه به اینکه معیار بررسی رودبادهای سطح پایین معیار *بونر* است، بر همین مبنا در ۵۸ رخداد سردچال، رودبادهای سطح پایین با آن همراهی و تعامل داشته‌اند (شکل ٦).



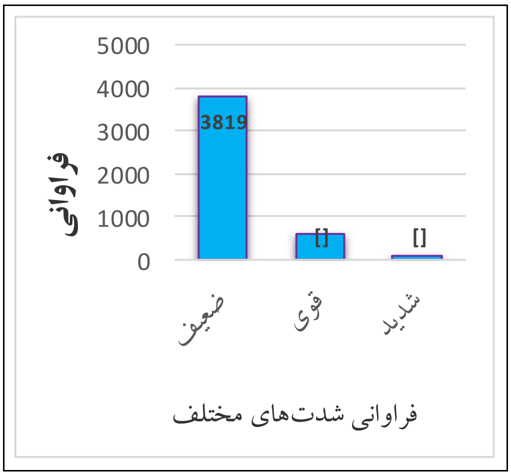
شکل٦. توزیع همزمانی پدیدهٔ سردچال و رودبادهای سطح پایین

نتایج بررسی رودبادهای سطح پایین در ترازهای مختلف جوی، نشان داد که با افزایش ارتفاع، از فراوانی وقوع این رودبادها کاسته می‌شود. تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال، بیشترین فراوانی شکل‌گیری رودباد سطح پایین را دارد (شکل۷).

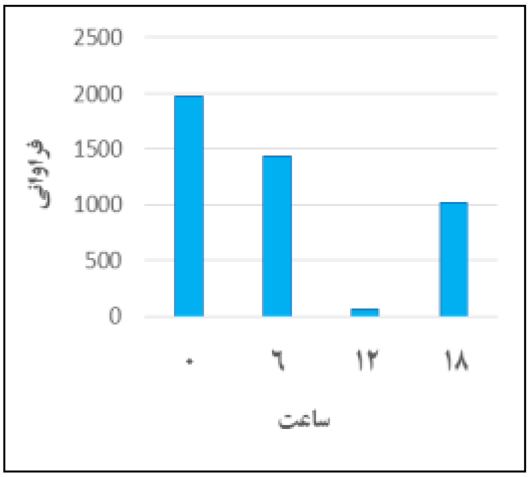


شکل۷. فراوانی وقوع رودباد سطح پایین در ترازهای جوی

رودبادهای سطح پایین در طول روز دارای نوسانات هستند، به‌طوری که در ساعت صفر بیشترین و ساعت ۱۲ کمترین فراوانی را داشته‌اند (شکل ۸). این نتایج با نتایج رفعتی، فتح‌نیا و کریمی (۱۳۹٤) که اظهار داشتند رودبادهای سطح پایین، بیشترین فراوانی را در ساعت ۱۸ و سپس در ساعت صفر دارند، مغایر است. بررسی رودبادهای سطح پایین از نظر شدت و سرعت، نشان داد که رودبادهای سطح پایین که همزمان با پدیدهٔ سردچال شکل‌گرفته‌اند، از نوع ضعیف هستند و بعد از آن به ترتیب رودبادهای قوی و شدید قرار دارند (شکل ۹).

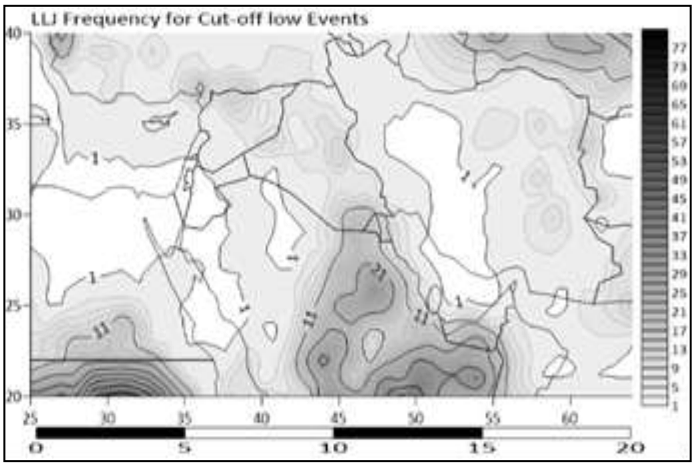


شکل ۹. فراوانی شدت رودبادهای سطح پایین



شکل ۸. فراوانی وقوع ساعتی رودبادهای سطح پایین

بررسی رودبادهای سطح پایین برای عرض‌های ۲۰ تا ٤۰ درجهٔ شمالی و طول ۲۵ تا ٦٤ درجه شرقی انجام، و مشخص شد که بیشترین فراوانی وقوع رودبادهای سطح پایین بین عرض‌های ۲۰ تا ۲۳ درجه شمالی و طول ٤٦ تا ۵۰ درجه شرقی رخ داده است، که نقش مهمی در انتقال رطوبت عرض‌های پایین بخصوص، رطوبت اقیانوس هند و دریای سرخ و انتقال آن به عرض‌های بالاتر دارند. رودباد سطح پایین در سه منطقهٔ عمدهٔ شکل‌گیری سردچال (شرق دریای مدیترانه، شرق دریای سیاه، خاورمیانه) از فراوانی متوسطی برخوردارند و اکثر این رودبادها از سرعتی ضعیفی برخوردار هستند (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. فراوانی رودبادهای سطح پایین برای وقایع سردچال جوی

رودبادهای سطح پایین که همزمان با پدیده سردچال شکل‌گرفته‌اند، اکثراً در دو قسمت غرب و شرق سردچال قرار می‌گیرند. با شکل‌گیری سردچال یا کم‌ارتفاع بریده‌شده در سطوح میانی و بالایی جو، در سطح زمین کم‌فشار شکل می‌گیرد، که این کم‌فشار سطح زمین باعث مکش‌هوای اطراف و شکل‌گیری همگرایی در سطح شده، و با واگرایی بالایی همراه می‌شود.

رودبادهای سطح پایین با همگرایی که در سطوح زیرین جو ایجاد می‌کنند، شرایط را برای تشدید واگرایی بالایی فراهم کرده و باعث افزایش انتقال قائم هوا، افزایش تاوایی و چرخندگی مثبت در منطقهٔ سردچال می‌شوند. از سوی دیگر همگرایی ایجادشده توسط این رودبادها در سطوح زیرین جو که بیشترین حجم رطوبت موجود در جو را به خود اختصاص داده‌اند، شرایط را برای انتقال هرچه بیشتر رطوبت فراهم می‌کند، به‌طوری که تشدید رودبادهای سطح پایین با افزایش واگرایی بالایی و همگرایی در سطوح زیرین جو، منجر به تشدید پدیدهٔ سردچال و ناپایداری‌های جوی حاصل از این پدیده می‌شود. پدیدهٔ سردچال و رودبادهای سطح پایین، شرایط را برای انتقال رطوبت و تشکیل، تداوم و افزایش بارش فراهم آورده است و یافته‌های کی و همکاران (۱۹۹۹) نیز این مهم را تأیید می‌کند. یافته‌های رفعتی و همکاران (۱۳۹٤) نشان داد که حضور رودبادهای سطح پایین در منطقه، هوای گرم و

مرطوب عرض‌های پایین‌تر (دریای عرب و سرخ) را منتقل کرده و همگرایی سطح پایین را تشدید می‌کند که با یافته‌های پژوهش حاضر نیز مطابقت دارد.

همانطور که پیش‌تر گفته شد، در ارتباط با تشکیل سردچال‌های جوی مؤثر بر بارش تداومی روزانهٔ غرب و شمال غرب ایران، سه الگوی سردچال‌های شرق دریای مدیترانه، الگوی خاورمیانه و الگوی شرق دریای سیاه شناسایی شده‌اند که به آن‌ها خواهیم پرداخت.

۵. ٤. الگوی سردچال‌های جوی شرق دریای مدیترانه

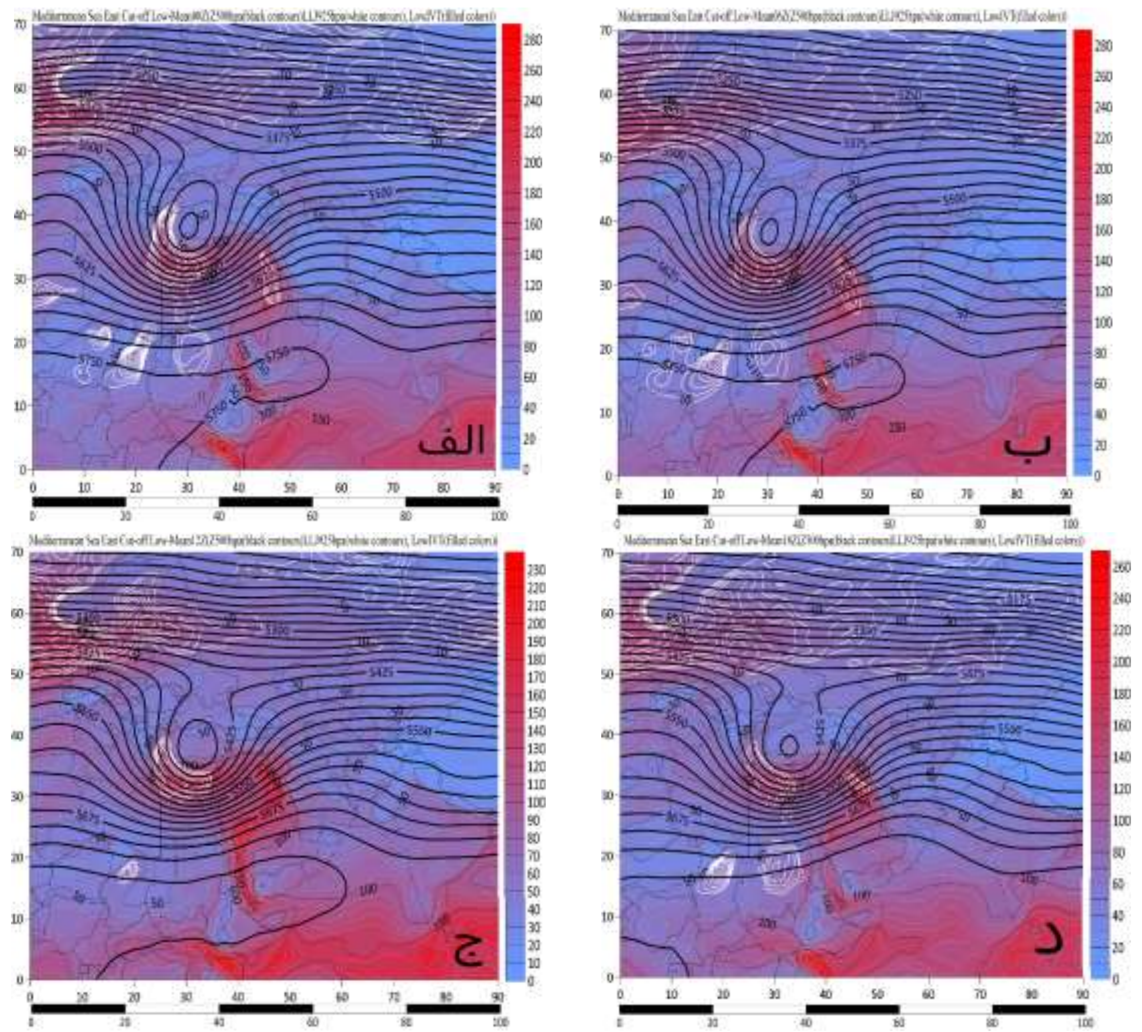
در این الگو نحوهٔ آرایش خطوط ارتفاعی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌گونه‌ای است که بر اثر وزش نصف‌النهاری بادهای غربی، فرود عمیقی با دامنهٔ ۲۰ درجه طول و عرض جغرافیایی در شرق دریای مدیترانه منجر به تشکیل سردچال‌های جوی شده، که باعث ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر به عرض‌های پایین‌تر شده است (شکل ۱۱).

همزمان با شکل‌گیری سردچال، در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال و در قسمت غربی سردچال-های جوی، رودباد ضعیفی با حالت نصف‌النهاری شکل گرفته، که با همگرایی بر روی دریای مدیترانه، رطوبت دریای مدیترانه و اقیانوس اطلس را به منطقهٔ سردچال منتقل می‌کند. از طرف دیگر رودبادهای سطح پایین قسمت شرقی، باعث افزایش واگرایی بالایی و صعود هوا می‌شوند و رطوبت و هوای گرم عرض‌های پایین را از اقیانوس هند، دریای سرخ، اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه به منطقهٔ مورد مطالعه انتقال می دهند (شکل ۱۱ الف).

در ساعت ۰٦، همزمان با جابجایی سیکلون بستهٔ سردچال، رودبادهای سطح پایین نیز جابجا شده، ولی از شدت این رودبادها نسبت به ساعت قبل کاسته شده است (شکل ۱۱ ب) در ساعت ۱۲، سیکلون بستهٔ سردچال قسمت‌های زیادی از ترکیه را در برگرفته و به نواحی غربی و شمال‌غربی ایران نزدیک‌تر شده است. در این ساعت، رودبادهای سطح پایین با امتداد شمال‌غربی- جنوب‌شرقی در جنوب‌غربی تا جنوب سردچال، رطوبت دریای مدیترانه را به منطقه منتقل می‌کنند. در این ساعت رطوبت منتقل‌شدهٔ ناشی از همگرایی بر روی اقیانوس هند و دریای سرخ به حداکثر خود بر روی مناطق شرقی سردچال رسیده است (شکل ۱۱ ج).

در ساعت ۱۸، پدیده سردچال نسبت به ساعت‌های اولیهٔ تشکیل، تضعیف شده، و رودباد سطح پایین در عقب سردچال همچنان با شدت ضعیف قرار دارد. در قسمت شرقی سردچال

که رودباد سطح پایین در ساعت ۱۲ از بین رفته بود، دوباره شکل گرفته که افزایش واگرایی و افزایش انتقال رطوبت را به همراه دارد (شکل ۱۲ د). ٣٤ مورد (٥٧ درصد) از سردچال‌های رخداده در این الگو قرار دارند که به‌طور میانگین ٢٤ (٦٠ درصد) ایستگاه از بارش‌های سردچال‌های این منطقه بهره برده‌اند. بارش متوسط ایستگاه‌ها در این الگو ٢٣ میلی‌متر بوده است.



شکل ۱۱. نقشهٔ ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، رودباد سطح پایین تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال و شار رطوبت تراز پایینی جو (۷۰۰-۱۰۰۰) برای ساعت‌های ۰۰ (الف)، ۰٦ (ب)، ۱۲ (ج) و ۱۸ (د).

۵. ۵. الگوی خاورمیانه

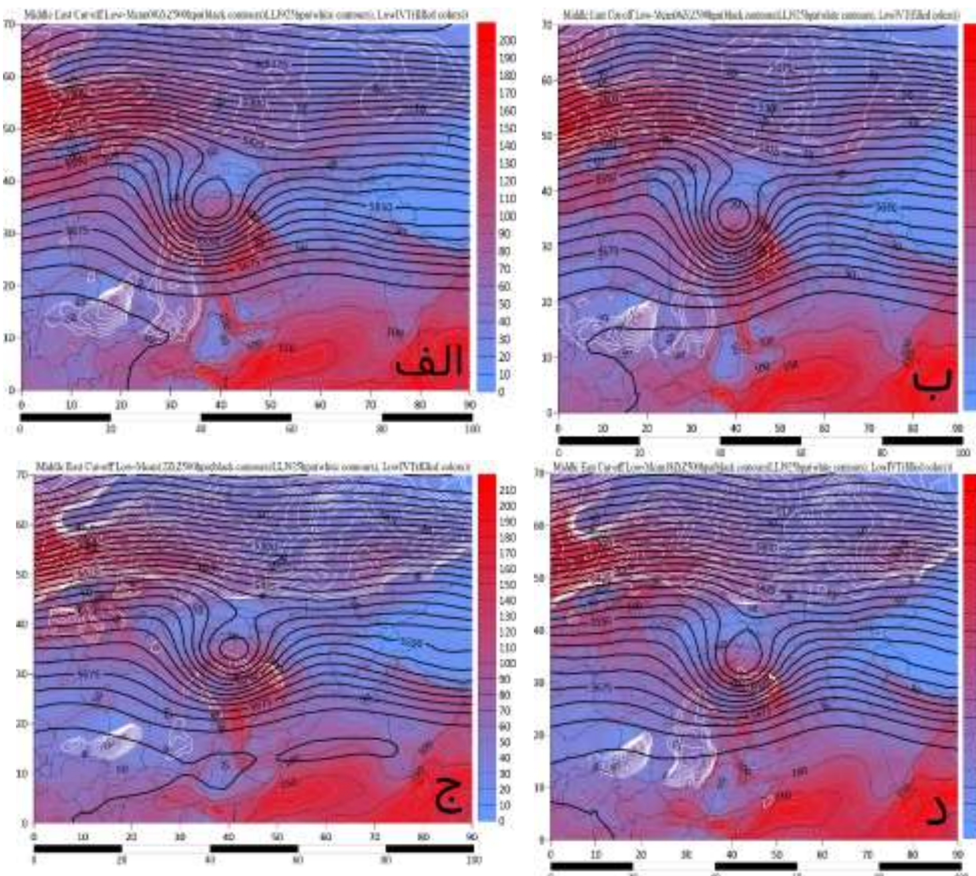
ریزش هوای سرد عرض‌های بالا به عرض‌های پایین و کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل دلیلی بر نصف‌النهاری شدن بادهای غربی است که باعث عمیق‌تر شدن ناوه حاصل از آن و شکل‌گیری پدیده کم‌ارتفاع بریده شده با ارتفاع ٥٤٠٠ ژئوپتانسیل متر با ماهیتی سرد به نام سردچال می‌شود که بین عرض‌های ۳۵ تا ٤٥ درجه شمالی بر روی منطقهٔ خاورمیانه با مرکزیت سوریه شکل‌گرفته‌است (شکل ۱۲).

در این الگو در قسمت جلوی سردچال، رودباد سطح پایین با حالت نصف‌النهاری قرار گرفته که رطوبت اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه را به منطقهٔ سردچال منتقل می‌کند. در این ساعت، همگرایی بر روی اقیانوس هند باعث افزایش انتقال رطوبت از این اقیانوس به سمت عرض‌های بالاتر شده، و رودباد سطح پایین جلوی سردچال نیز با ایجاد واگرایی، شرایط را برای تشدید صعود و ایجاد ناپایداری فراهم کرده، و علاوه بر این، هوای گرم و مرطوب دریای سرخ را به منطقهٔ سردچال منتقل می‌کند (شکل ۱۲ الف).

در ساعت ٦، پدیدهٔ سردچال به سمت شرق خود جابجایی شده و کانون آن بر روی عراق و سوریه قرار می‌گیرد، به‌طوری‌که قسمتی از منحنی بسته نواحی شمال‌غربی ایران را در بر گرفته است. در این زمان رودباد سطح پایین که در ساعت قبل بر روی جنوب‌غربی پدیده سردچال قرار داشت، از شدت آن کاسته شده و رطوبت کمتری را انتقال داده است، درحالی‌که رودبادهای جلوی سردچال با شدت قبلی فعال هستند (شکل ۱۲ ب).

در ساعت ۱۲، سردچال‌های این الگو به حرکت خود به سمت شرق ادامه داده، به طوری-که سیکلون بستهٔ حاصل از آن به مناطق غربی ایران می‌رسد و رودبادهای سطح پایین قسمت جنوبی سردچال، رطوبت دریای سرخ را با شدت بیشتری به منطقهٔ مورد مطالعه سوق می‌دهند (شکل ۱۲ ج). در ساعت ۱۸، رودباد سطح پایینی که بر روی شمال آفریقا قرار داشته همچنان در همان منطقه مستقر بوده و در قسمت شرقی سردچال، رودباد سطح پایین شرایط را برای صعود هر چه بیشتر هوا و رطوبت و افزایش ناپایداری فراهم کرده است. در نتیجه، رطوبت اقیانوس هند، اطلس، دریای سرخ و دریای مدیترانه که به محل سردچال رسیده، توسط رودباد سطح پایین به منطقهٔ مورد مطالعه سوق پیدا کرده است. کانون سردچال بر روی عراق و

نواحی غربی و شمال‌غربی ایران قرار دارد. با توجه به اینکه این پدیده با صعود هوا و چرخندگی مثبت همراه است و هستهٔ رودباد سطح پایین همراه آن نیز سبب افزایش سرعت قائم هوا و چرخندگی شده، بنابراین همزمانی این دو پدیده (رودباد سطح پایین و سردچال) باعث افزایش ناپایداری جوی می‌شود. در این الگو ۲٤ (٤۰ درصد) سردچال رخ داده است، که در این الگو به طور میانگین ۲۷ (٦٥ درصد) ایستگاه بارشی با متوسط ١٤ میلی‌متر از همزمانی سردچال با رودباد سطح پایین، دریافت کرده‌اند (شکل۱۲ د).



شکل ۱۲. نقشهٔ ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، رودباد سطح پایین تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال و شار رطوبت تراز پایینی جو (۷۰۰-۱۰۰۰) برای ساعت‌های ۰۰ (الف)، ٠٦ (ب)، ۱۲ (ج) و ۱۸ (د).

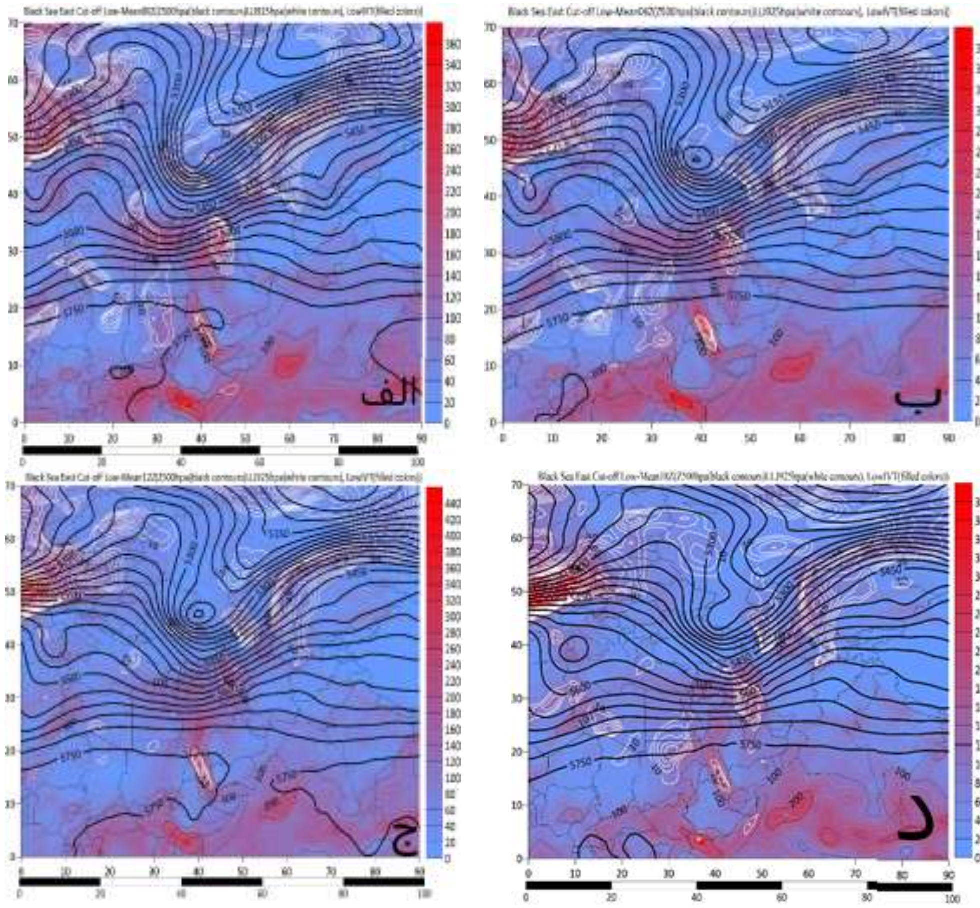
۵. ٦. الگوی سردچال شرق دریای سیاه

در این الگو، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، نصف‌النهاری شدن بادهای غربی، فرودی عمیق با محور شمال‌شرقی–جنوب‌غربی را در شرق دریای سیاه شکل داده که سبب ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر و گرادیان ارتفاعی شدید شده است، و همزمان با آن، هسته‌های رودباد سطح پایین نیز در همهٔ جهت‌ها آن قرار دارند. این رودبادها به‌واسطهٔ تقویت شرایط صعود و حرکت قائم هوا، موجب تشدید واگرایی بالایی و انتقال رطوبت دریای مدیترانه و دریای سرخ به غرب و شمال‌غربی ایران شده‌اند (شکل ۱۳ الف).

در ساعت ٦، که نمایانگر شکل‌گیری مرحلهٔ دوم سردچال است، سیکلون بسته از جریان نصف‌النهاری بادهای غربی جدا شده و در قسمت عقب فرود رودباد سطح پایین قرار گرفته و رطوبت دریای سیاه را منتقل می‌کند. رودبادی که از مرکز عراق تا شمال‌شرقی عربستان شکل‌گرفته همچنان سبب تشدید واگرایی، افزایش ناپایداری و انتقال رطوبت اقیانوس هند، دریای سرخ و همچنین رطوبت مدیترانه شده است (شکل ۱۳ ب).

در ساعت ۱۲، از عمق سردچال کاسته شده و رودباد سطح پایین عقب آن به حداقل سرعت خود رسیده، اما در مقابل، رودباد جلویی سردچال با همان شدت قبلی تداوم داشته و شرایط واگرایی و انتقال رطوبت را فراهم کرده که باعث ناپایداری می‌شود. در این ساعت رودبادی که بر روی عراق و شمال‌شرقی عربستان بوده از بین رفته و رودبادی بر روی دریای سرخ شکل گرفته که با همگرایی بر روی این دریا، هوای گرم و مرطوب عرض‌های پایین را به سمت غرب و شمال‌غرب ایران منتقل می‌کند (شکل ۱۳ ج).

در ساعت ۱۸، پدیدهٔ سردچال از بین رفته ولی ناوه ایجادشده به‌واسطهٔ آن همچنان وجود دارد. رودباد سطح پایینی بر روی دریایی سرخ با همان سرعت قبلی قرار دارد. رودباد سطح پایینی شمال عراق تا شمال عربستان واگرایی را در این منطقه حفظ کرده و رطوبت و هوای گرم عرض‌های پایین را به غرب و شمال‌غرب ایران انتقال می‌دهد. الگوی شرق دریای سیاه با ۲ مورد سردچال (۳ درصد) کمترین فراوانی وقوع را داشته که میانگین بارش این الگو ۱۸ میلی‌متر می‌باشد که به طور متوسط باعث بارش در ۳۱ (۷۷ درصد) ایستگاه شده است (شکل ۱۳ د).



شکل ۱۳. نقشهٔ ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، رودباد سطح پایین تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال و شار رطوبت تراز پایینی جو (۷۰۰-۱۰۰۰) برای ساعت‌های ۰۰ (الف)، ۰٦ (ب)، ۱۲ (ج) و ۱۸ (د).

٦. نتیجه‌گیری و پیشنهادها

٦. ۱. نتیجه‌گیری

در بررسی توزیع ماهانه سردچال‌های جوی مشخص گردید که ماه ژانویه با ۱٦ رخداد در طول ۲۰ سال، بیشترین فراوانی وقوع را داشته است. از لحاظ فصلی، فصل زمستان با ٤٨ و بعد از آن فصل بهار با ۳۰ درصد بیشترین فراوانی را داشته‌اند که با گسترش و غلبه بادهای غربی در عرض‌های میانه سازگاری و همخوانی دارد.

در بررسی سالانه توزیع پدیده سردچال، در مجموع ٦۰ رخداد شناسایی شده‌اند، که بیشترین فراوانی را سال ۲۰۰٦ با ٦ رخداد به خود اختصاص داد. نوسان وقوع سالانهٔ پدیدهٔ سردچال سینوسی است که می‌تواند ناشی از تقویت یا تضعیف بادهای غربی و پرفشار جنب حاره در عرض‌های میانه باشد.

از نظر موقعیت مکانی، سه الگوی شرق دریای مدیترانه با ۵۷ درصد، مساعدترین منطقهٔ شکل‌گیری سردچال‌های جوی مؤثر بر غرب و شمال‌غرب ایران، الگوی خاورمیانه با ٤۰ درصد، و الگوی شرق دریای سیاه با ۳ درصد در ارتباط با پدیده سردچال شناسایی شده‌اند.

به لحاظ ماندگاری و طول عمر، بیشترین فراوانی با سردچال‌های با تداوم دو روزه است، و بعد از آن سردچال‌ها با تداوم سه روزه قرار دارند و کلاً سردچال‌های با تداوم بیشتر از سه روز در منطقهٔ مورد مطالعه شکل نگرفته‌است، که با یافته‌های نیتو و همکاران (۲۰۰۵) مطابقت دارد و نشان از این دارد که سردچال‌های با تداوم ۲ و بعد ۳ روزه بیشترین فراوانی وقوع را در نیمکرهٔ شمالی داشته‌اند.

بررسی فراوانی وقوع رودبادهای سطح پایینی که همزمان با سردچال شکل‌گرفته‌اند، نشان داد که تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال بیشترین فراوانی وقوع رودبادهای سطح پایین را دارا می‌باشد. از نظر نوسانات روزانه، ساعت صفر بیشترین فراوانی وقوع و بعد از آن ساعت ٦ قرار دارد. بررسی رودبادهای سطح پایین برای عرض‌های ۲۰ تا ٤۰ درجهٔ شمالی و طول ۲۵ تا ٦٤ درجهٔ شرقی، نشان داد که بیشترین فراوانی وقوع رودبادهای سطح پایین بین عرض‌های ۲۰ تا ۲۳ درجهٔ شمال و طول ٤٦ تا ۵۰ درجهٔ شرقی رخ داده است و از ٦۰ سردچال شکل گرفته، ۵۸ مورد آن‌ها با رودباد سطح پایین همراه بوده‌اند. در سه منطقهٔ عمدهٔ شکل‌گیری سردچال شامل شرق دریای مدیترانه، منطقهٔ خاورمیانه، و شرق دریای سیاه، رودبادهای ضعیف بیشترین فراوانی وقوع را داشته‌اند.

تغییر جهت بادهای غربی از مداری به حالت نصف‌النهاری سبب ریزش هوای سرد عرض‌های بالا به عرض‌های پایین شده، و در این وضعیت سردچال‌ها یا کم‌ارتفاع‌های بریده‌شده از جریان اصلی بادهای غربی جدا می‌شوند. این کم‌ارتفاع‌های بریده‌شده با کم‌فشار

سطح زمین همراه شده و منجر به تقویت همگرایی پایینی و واگرایی بالایی و در نهایت تقویت حرکات عمودی، صعود هوا، افزایش چرخندگی مثبت و ناپایداری می‌شود.

رودبادهای سطح پایین که سبب تشدید همگرایی در سطوح زیرین جو می‌شوند، از یک سو شرایط را برای تشدید واگرایی بالایی ناشی از پدیده سردچال و از سویی دیگر افزایش انتقال رطوبت را فراهم می‌سازند، به‌طوری که تشدید رودبادهای سطح پایین، تشدید ناپایداری حاصل از پدیده سردچال را به دنبال دارد. منبع رطوبتی این بارش‌ها نیز ترکیبی بوده و از اقیانوس هند، اقیانوس اطلس، دریای سرخ، دریای مدیترانه، دریای عرب و دریای سیاه نشأت گرفته است.

در تراز پایینی جو (۷۰۰–۱۰۰۰ هکتوپاسکال)، اقیانوس هند و در ترازهای میانی (۵۰۰–۷۰۰) و بالایی (۵۰۰–۱۰۰ هکتوپاسکال)، اقیانوس اطلس منابع اصلی تأمین رطوبت بارش‌های تداومی منطقهٔ مورد مطالعه بوده‌اند که توسط سردچال‌ها و همراهی رودباد سطح پایین با آن به غرب و شمال‌غرب ایران منتقل شده‌اند که در نهایت بارش‌های مداوم را به همراه داشته‌اند. نتایج نشان داد که منابع اصلی رطوبت این بارش‌ها، اقیانوس هند و بعد از آن به ترتیب اقیانوس اطلس، دریای مدیترانه، دریای سرخ، دریای عرب و دریای سیاه هستند.

۶. ۲. پیشنهادها

- بررسی ارتباط رودباد جبههٔ قطبی، تاوه قطبی و سردچال در تداوم بارشی بیش از یک روز
- نقش الگوهای دورپیوندی و سردچال‌های عرض‌های میانی در ایجاد بارش

کتاب‌نامه

۱. آب‌خرابات، ش. (۱۳۹۷). شناسایی منطقهٔ همگرایی دریای عرب و نقش رودبادهای تراز پایین سیستان در شکل‌گیری آن. *مجلهٔ فیزیک زمین و فضا*، (۱)، ۱۶۱–۱۴۷.

۲. آرزومندی، ل.، و حجازی‌زاده، ز. (۱۳۹۲). تحلیل سینوپتیکی بارش سنگین مارس ۲۰۰۹ ایران مرکزی. *نخستین کنفرانس ملی آب و هواشناسی ایران*. دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران. بازیابی از https://civilica.com/l/4766

۳. اشجعی باشکند، م. (۱۳۷۹). *بررسی و ارائه مدل‌های سینوپتیکی بارش‌های سنگین در شمال غرب ایران* (پایان‌نامهٔ منتشرنشدهٔ کارشناسی‌ارشد). دانشگاه تربیت مدرس،تهران، ایران.

٤. امیدوار، ک.، الفتی، س.، اقبالی بابادی، ف.، و مرادی، خ. (۱۳۹۲). واکاوی ترمودینامیکی بارش‌های سنگین ناشی از پدیدهٔ سردچال در نواحی مرکزی و جنوب غربی ایران (مطالعه موردی: رخداد بارش ۱۱ آذر ۱۳۸۷). *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، (۵)، ۱۹–۱.

۵. امیدوار، ک.، صفرپور، ف.، محمودآبادی، م.، و الفتی، س. (۱۳۸۹). تحلیل همدیدی اثرهای سردچال در وقوع بارش‌های شدید در نواحی مرکز و جنوب غرب ایران. *برنامه‌ریزی و آمایش فضا*، ٤(٦٨)، ۱۸۹–۱٦۱.

٦. ذکی‌زاده، م.، سلیقه، م.، ناصرزاده، م.، و اکبری، م. (۱۳۹۷). تحلیل آماری و سینوپتیکی مؤثرترین الگوی رودباد ایجادکنندهٔ بارش‌های سنگین ایران. *مجلهٔ مخاطرات محیط طبیعی، (۱۵)*، ٤۸–۳۱.

۷. راستی، ف.، و امیدوار، ک. (۱۳۹۳). تحلیل همدیدی اثر سردچال در وقوع شدیدترین بارش مشهد طی دوره آماری ٤۹ ساله (۱۳٤۰ –۱۳۸۹). *دومین همایش ملی پژوهش‌های کاربردی در جغرافیا و گردشگری*. دانشگاه جامع علمی کاربردی، تهران. بازیابی از https://civilica.com/l/5594

۸. رفعتی، س.، فتح‌نیا، ا.، و کریمی، م. (۱۳۹۵). تأثیر رودبادهای سطح پایین در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی میان مقیاس در جنوب غرب ایران. *پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی*، (۱)، ۸۲– ٦۹.

۹. ساری صراف، ب.، و آب‌خرابات، ش. (۱۳۹۸). تحلیل سینوپتیک-دینامیک روند شکل‌گیری الگوهای رودباد تراز پایین خلیج فارس و بررسی نقش آن در شار رطوبت منطقه. *مجلهٔ جغرافیا و برنامه‌ریزی*، (٦۸)، ۱۹۳–۱۷۹.

۱۰. عزیزی، ق.، مرادی، م.، و رضایی، ح. (۱۳۹۷). اقلیم‌شناسی کم‌ارتفاع بریدهٔ مؤثر بر ایران و ارتباط آن با ENSO و NAO. *فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی*، (۱)، ۱۷۳–۱۵۸.

۱۱. عزیزی، ق.، و علیزاده، ت. (۱۳۹۳). ارتباط بین تیپ الگوهای گردش تراز دریا با بارش فراگیر در ایران. *مجلهٔ پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، (۳)، ۲۹۷–۳۱۰.

۱۲. عساکره، ح.، حسامی، ن.، و شامحمدی، ز. (۱۳۹۵). واکاوی همدید بارش‌های سنگین ناشی از سردچال در حوزهٔ بازفت (مطالعه موردی: بارش ۱۸ تا ۲۳ اسفند ۱۳۸۹). *محیط زیست و مهندسی آب*، (۳)، ۲۳۵–۲۱۹.

۱۳. علیجانی، ب. (۱۳۹۰). *اقلیم‌شناسی سینوپتیک*. تهران: انتشارات سمت.

۱٤. فتاحی، ا.، و شیاروند، ه. (۱۳۹۳). بررسی الگوهای گردش جوی روزهـای همـراه بـا بـارش بـرف سنگین در غرب ایران. *تحلیل فضایی مخاطرات محیطی*، (۱)، ۱۰۷-۹۷.

۱۵. قویـدل رحیمـی، ی.، عباسـی، الـف.، و فـرجزاده، م. (۱۳۹۷). واکـاوی دینامیـک و ترمودینامیـک شدیدترین چرخند حاره‌ای مؤثر بر سواحل جنوبی ایران. *مجلهٔ تحلیل فضـای مخـاطرات طبیعـی*، (۱)، ۹۷-۱۱۲.

۱٦. کاویانی، م.، و علیجانی، ب. (۱۳۹۳). *مبانی آب و هواشناسی*. تهران: انتشارات سمت.

17. Appenzeller, C. (1996). HC Davies WA Norton. Fragmentation of stratospheric intrusions. *Journal of Geophysical Research*, *101*, 1435-1456.
18. Bonner, W. D. (1968). Climatology of the low level jet. *Monthly Weather Review*, *96*(12), 833-850.
19. **C**ampetella, C. M., & Possia, N. E. (2007). Upper-level cut-off lows in southern South America. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *96*(1-2), 181-191.
20. Cheinet, S., Beljaars, A., Köhler, M., Morcrette, J. J., & Viterbo, P. (2005). Assessing physical processes in the ECMWF model forecasts using the ARM SGP observations. ECMWFARM Report Series, No. 1.
21. Fuenzalida, H. A., Sánchez, R., & Garreaud, R. D. (2005). A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *110* (D18), doi:10.1029/2005JD005934.
22. Herrera, R. G., Puyol, D. G., MartÍn, E. H., Presa, L. G., & Rodríguez, P. R. (2001). Influence of the North Atlantic oscillation on the Canary Islands precipitation. *Journal of Climate*, *14*(19), 3889-3903.
23. Lavers, D. A., & Villarini, G. (2013). The nexus between atmospheric rivers and extreme precipitation across Europe**.** *Geophysical Research Letters*, *40*(12), 3259-3264.
24. Marengo, J. A., Soares, W. R., Saulo, C., & Nicolini, M. (2004). Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. *Journal of Climate*, *17*(12), 2261-2280.
25. **N**ieto, R., Gimeno, L., de La Torre, L., Ribera, P., Gallego, D., García-Herrera, R., & Lorente, J. (2005). Climatological features of cutoff low systems in the Northern Hemisphere. *Journal of Climate*, *18*(16), 3085-3103.
26. Nieto, R., Sprenger, M., Wernli, H., Trigo, R. M., & Gimeno, L. (2008). Identification and climatology of cut-off lows near the tropopause. *Annals of the New York Academy of Sciences*, *1146(1*), 256-290.
27. Palmén, E. H., & Newton, C. W. (1969). *Atmospheric circulation systems: their structure and physical interpretation* (Vol. 13). United States: Academic Press.

28. Porcù, F., Carrassi, A., Medaglia, C. M., Prodi, F., & Mugnai, A. (2007). A study on cut-off low vertical structure and precipitation in the Mediterranean region. *Meteorology and Atmospheric Physics, 96*(1-2), 121-140
29. Price, J. D., & Vaughan, G. (1993). The potential for stratosphere-troposphere exchange in cut-off-low systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 119*(510), 343-365.
30. Qi, L., Leslie, L. M., & Zhao, S. X. (1999). Cut-off low pressure systems over southern Australia: climatology and case study. *International Journal of Climatology, 19*(15), 1633-1649.
31. Reboita, M. S., Nieto, R., Gimeno, L., Da Rocha, R. P., Ambrizzi, T., Garreaud, R., & Krüger, L. F. (2010). Climatological features of cutoff low systems in the Southern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 115(D17),* https://doi.org/10.1029/2009JD013251
32. Stensrud, D. J. (1996). Importance of low-level jets to climate: A review. *Journal of Climate, 9*(8), 1698-1711.
33. Wang, C. (2007). Variability of the Caribbean low-level jet and its relations to climate. *Climate Dynamics, 29*(4), 411-422.
34. Zhao, S., & Sun, J. (2007). Study on cut-off low-pressure systems with floods over Northeast Asia. *Meteorology and Atmospheric Physics, 96*(1-2), 159-180.